



## 江苏盐城滨海地区浅层地下咸水的水盐来源及咸化成因

侯国华, 高茂生, 党显璋, 陈广泉

### Water and salt sources and salinization of shallow saline groundwater in the coastal area of Yancheng, Jiangsu

HOU Guohua, GAO Maosheng, DANG Xianzhang, and CHEN Guangquan

在线阅读 View online: <https://doi.org/10.16562/j.cnki.0256-1492.2020082701>

## 您可能感兴趣的其他文章

### Articles you may be interested in

#### 浙闽中小河流水体氢氧同位素组成特征及时空变化

Stable isotopes of Hydrogen and Oxygen in small rivers of Zhejiang and Fujian Provinces and their temporal and spatial variations  
海洋地质与第四纪地质. 2018, 38(1): 160

#### 大洋溶解铁的物质来源及其同位素示踪

The sources of dissolved iron in the global ocean and isotopic tracing  
海洋地质与第四纪地质. 2019, 39(5): 46

#### Cd元素的古海水化学性质及有孔虫壳体Cd/Ca比值的古海洋学意义

Hydrochemical behaviors of Cd in paleoceans and a review of Cd/Ca ratio in foraminifera shells as a paleoceanographic proxy  
海洋地质与第四纪地质. 2018, 38(5): 122

#### 西非下刚果盆地海底麻坑特征及与盐岩活动的关系

Seabed pockmarks and their bearing on salt movement in Lower Congo Basin of western African  
海洋地质与第四纪地质. 2018, 38(4): 164

#### 南渡江河口水体氢氧同位素特征及对台风“海鸥”的响应

Water H-O isotopic characteristics of Nandu River estuary and their response to typhoon "Kalmaegi"  
海洋地质与第四纪地质. 2018, 38(1): 170

#### 南海神狐海域水合物发育区浅表层沉积物甲烷周转定量模拟

Quantitative assessment of methane turnover in shallow surface sediments of hydrate-bearing areas in Shenhu area of South China Sea  
海洋地质与第四纪地质. 2020, 40(3): 99



关注微信公众号, 获得更多资讯信息

DOI: 10.16562/j.cnki.0256-1492.2020082701

# 江苏盐城滨海地区浅层地下咸水的水盐来源及咸化成因

侯国华<sup>1,2</sup>, 高茂生<sup>1,2</sup>, 党显璋<sup>1,3</sup>, 陈广泉<sup>4</sup>

1. 中国地质调查局滨海湿地生物地质重点实验室, 青岛海洋地质研究所, 青岛 266071

2. 青岛海洋科学与技术试点国家实验室海洋矿产资源评价与探测技术功能实验室, 青岛 266061

3. 中国地质大学, 武汉 430074

4. 自然资源部第一海洋研究所, 青岛 266061

**摘要:** 江苏盐城滨海地区浅层地下咸水对区域水资源利用和生态环境保护具有重要影响, 为了查明浅层地下咸水的水盐来源及咸化成因, 于 2018—2019 年采集了研究区河水、雨水、海水、地下淡水、微咸水及咸水等不同类型水样, 对水样的水化学组成、离子比、Piper 三线图、氢氧同位素组成及  $^{14}\text{C}$  测年结果进行了分析, 结果表明: ① 潜水与第 I 承压含水层地下水均以咸水为主, 潜水含水层上部存在埋深小于 10 m 的淡化层, 向海方向分布有淡水、微咸水、咸水水质类型。② 潜水与第 I 承压含水层地下水主要来源于全新世暖期降水补给, 盐分来源于强烈蒸发浓缩后的古残留海水。③ 潜水淡化层地下水主要来源于现代时期降水补给, 盐分来源于岩盐和铝硅酸盐矿物的溶解, 废黄河口部分地区地下水咸化主要受海水入侵影响。

**关键词:** 浅层地下水; 水化学; 同位素; 咸化成因; 盐城滨海地区

中图分类号: P641

文献标识码: A

## Water and salt sources and salinization of shallow saline groundwater in the coastal area of Yancheng, Jiangsu

HOU Guohua<sup>1,2</sup>, GAO Maosheng<sup>1,2</sup>, DANG Xianzhang<sup>1,3</sup>, CHEN Guangquan<sup>4</sup>

1. Key Laboratory of Coastal Wetland Biogeosciences, Qingdao Institute of Marine Geology, China Geological Survey, Qingdao 266071, China

2. Laboratory for Marine Mineral Resources, Qingdao National Laboratory for Marine Science and Technology, Qingdao 266061, China

3. China University of Geoscience, Wuhan 430074, China

4. First Institute of Oceanography, Ministry of Natural Resources of China, Qingdao 266061, China

**Abstract:** For the purpose to identify the sources of groundwater and salt and the salinization of shallow groundwater in the coastal area of Yancheng, Jiangsu province, different types of water samples are collected, such as the river water, rainwater, seawater, underground fresh water, brackish water, salt water in the study area during the period from 2018 to 2019. The chemical composition and ions ratio, Piper diagram, hydrogen and oxygen isotopic composition and  $^{14}\text{C}$  dating results are analyzed. The results suggest that: (1) The phreatic water and the first confined water are dominated by saline water. The upper layer of the phreatic aquifer is less than 10 m in thickness and widely desalinated, which changes seawards from fresh water, brackish water to salty water. (2) The water in the phreatic aquifer and the first confined aquifer mainly come from precipitation replenishment in the Holocene warm period, and salinity mainly come from the ancient residual seawater that has suffered strong evaporation and concentration. (3) Groundwater in the phreatic desalination layer mainly comes from modern precipitation replenishment, and salinity mainly comes from the dissolution of rock salt and aluminosilicate minerals, the salinization of groundwater in some areas of the abandoned Yellow River estuary is mainly affected by seawater intrusion.

**Key words:** shallow groundwater; hydrochemistry; isotope; salinization; coastal area in Yancheng

苏北滨海地区是长江、淮河、黄河等河流与海洋相互作用下形成的广袤平原, 受多次海侵海退影响, 海陆相地层交互沉积<sup>[1-4]</sup>。区内 100 m 以浅的地

下水以咸水为主, 是深层地下淡水咸化的主要影响因素, 严重影响区内深层地下淡水资源开发利用<sup>[5]</sup>。受现代沉积过程、水文条件、围填海及水利工程影

**资助项目:** 中国地质调查局项目“江苏滨海湿地多圈层交互带综合地质调查”(DD20189503); 国家重点研发专项“黄渤海沿海地区地下水管理与海水入侵防治研究”(2016YFC0402801); 国家自然科学基金“晚更新世以来莱州湾地下卤水成因及可恢复性研究”(41977173)

**作者简介:** 侯国华(1987—), 男, 助理研究员, 主要从事海岸带水文地质研究, E-mail: houguohua1987@163.com

**通讯作者:** 高茂生(1966—), 男, 博士, 研究员, 博士生导师, 主要从事海洋沉积环境及海岸带地质研究, E-mail: gms532@163.com

**收稿日期:** 2020-08-27; **改回日期:** 2021-02-19. 文凤英编辑

响, 浅层地下咸水依然处在演化的活跃期, 是区域地下水循环的关键带, 也是影响生态系统平衡稳定的关键带。因此, 有效识别浅层地下咸水的水盐来源并揭示其咸化成因, 对于解决滨海地区地下水资源和环境问题具有重要意义。

地下水的盐分主要来源于雨水携带的气溶胶、岩石风化产物以及海相沉积地层中原始盐分等, 其路径包括降水入渗、溶滤、离子交换、蒸发浓缩、海水入侵或深层古卤水的流入等<sup>[6-9]</sup>。水化学方法能够很好地识别含水层地下水的补给过程和盐分来源<sup>[10-13]</sup>, 同位素作为地下水来源的示踪剂被广泛应用于地下水循环研究<sup>[14-18]</sup>。赵继昌<sup>[19]</sup>根据苏北平原第四纪沉积环境、海水进退过程, 分析了地下咸淡水与含水介质的形成及关系, 同位素显示地下水与含水介质不属同生关系, 而晚于含水介质形成, 同生水已排泄入海。张岩<sup>[20]</sup>分析了盐城地区不同水体的水化学特征、离子比值以及氡氧氡同位素组成, 结果显示滨海地区深层微咸水主要是淋滤古海相地层盐分形成。葛勤<sup>[21]</sup>探讨了苏北平原孔隙水的补给条件和盐分来源, 证明浅层孔隙水的盐分主要来源于全新世海水, 深层微咸及咸的孔隙水盐分主要源于晚更新世海水。研究已证实盐城滨海地区地下咸水与介质非同生关系, 而地下水的水分和盐分也有可能非同期同源, 为此, 本文综合前人研究工作, 以盐城滨海浅层地下咸水为研究对象, 基于江苏盐城滨海地区沉积成陆过程, 利用地下水分层监测, 结合水化学分析、离子比值关系、同位素(<sup>18</sup>O、D、<sup>14</sup>C)特征, 识别地下咸水补给来源和盐分来源, 揭示其咸化机制, 为指导当地实现地下水合理开发利用、农业生产科学规划和生态环境有效保护提供理论依据。

## 1 区域地质背景

7 000 aBP 以来, 江苏沿海地区主要受长江以及在本区入海的一些中小河流如淮河、灌河、沂河、沐河等河流的影响, 形成了以沿岸沙坝、潟湖及穿过沙坝的汉道为主的相当稳定的古堡岛海岸。黄河 1128 年夺淮入海在苏北海岸快速形成河口三角洲, 由于入海泥沙主要向南运移, 三角洲南侧岸外沙洲并滩并陆, 岸滩持续向海淤长, 最终形成目前的滨海平原。1855 年黄河北归, 废黄河陆上和水下三角洲受到强烈侵蚀, 侵蚀岸段逐年向南扩大, 中部海岸淤长速度逐渐减缓(图 1)。

研究区内含水层自上而下分为潜水含水层组、

第 I 承压含水层组、第 II 承压含水层组、第 III 承压含水层组、第 IV 承压含水层组及第 V 承压含水层组(图 1)。潜水含水层与第 I 承压含水层地下水无连续隔水层, 为浅层孔隙水含水系统, 其水质较差, 多为咸水或半咸水。其中, 潜水含水层组为一套全新世海积或海陆交互相沉积物, 含水层薄而颗粒细, 厚度 20~40 m, 地下水以咸水为主, 水位埋深小于 3 m; 潜水层上部分布有厚度约为 5 m 的淡化层, 即潜水淡化层, 以微咸水为主; 第 I 承压含水层组由晚更新世海陆交互相松散沉积物组成, 含水层岩性以粉砂为主, 埋深 40~60 m, 局部大于 60 m, 地下水以咸水为主。

## 2 研究方法

### 2.1 地下水监测

研究区自废黄河口至东台共构建分层监测井 20 口, 其中潜水含水层地下水监测井 10 口(QS01—QS10), 第 I 承压含水层地下水监测井 10 口(CY01—CY10), 采用地下水自动监测仪(CTD-Diver)开展分层连续监测地下水的水位、温度和电导率变化, 同步监测潮汐变化, 监测频率均为 1 次/h。现场利用 CTD-Diver(1 次读数/s)进行监测井地下水垂向剖面连续测量, 监测地下水在垂向上的温度和电导率变化。优化筛选 50 口井深 7~8 m 的民井监测潜水淡化层, 以及 5 口井深 120~300 m 承压井监测深层地下水。每年分枯、丰季开展地下水水位统测和样品采集, 现场测试, 同时采集海水、河水和雨水样品。

### 2.2 样品采集

样品采集时间是 2018 年 6 月和 2019 年 4 月, 共采集大气降水样品 1 件, 海水样品 1 件, 河水样品 9 件, 潜水淡化层样品 42 件, 潜水样品 10 件, 第 I 承压含水层地下水样品 10 件, 深层承压含水层地下水样品 5 件(表 1)。地下水水化学样品采样瓶为 500 mL 聚乙烯瓶, 地下水 <sup>14</sup>C 样品采样瓶为 250 mL 聚乙烯瓶, 氢氧稳定同位素样品采样瓶为 5 mL 的棕色玻璃瓶, 在取样前先用去离子水清洗 3 次, 在充分抽水洗井后进行取样, 用待采水样清洗聚乙烯瓶 2—3 次, 再取满水样, 排出空气并封好瓶口, 密封备用。

### 2.3 测试分析

利用美国 Eureka 多参水质监测仪现场测试地下水 pH、电导率(EC)、盐度、溶解性总固体(TDS)、

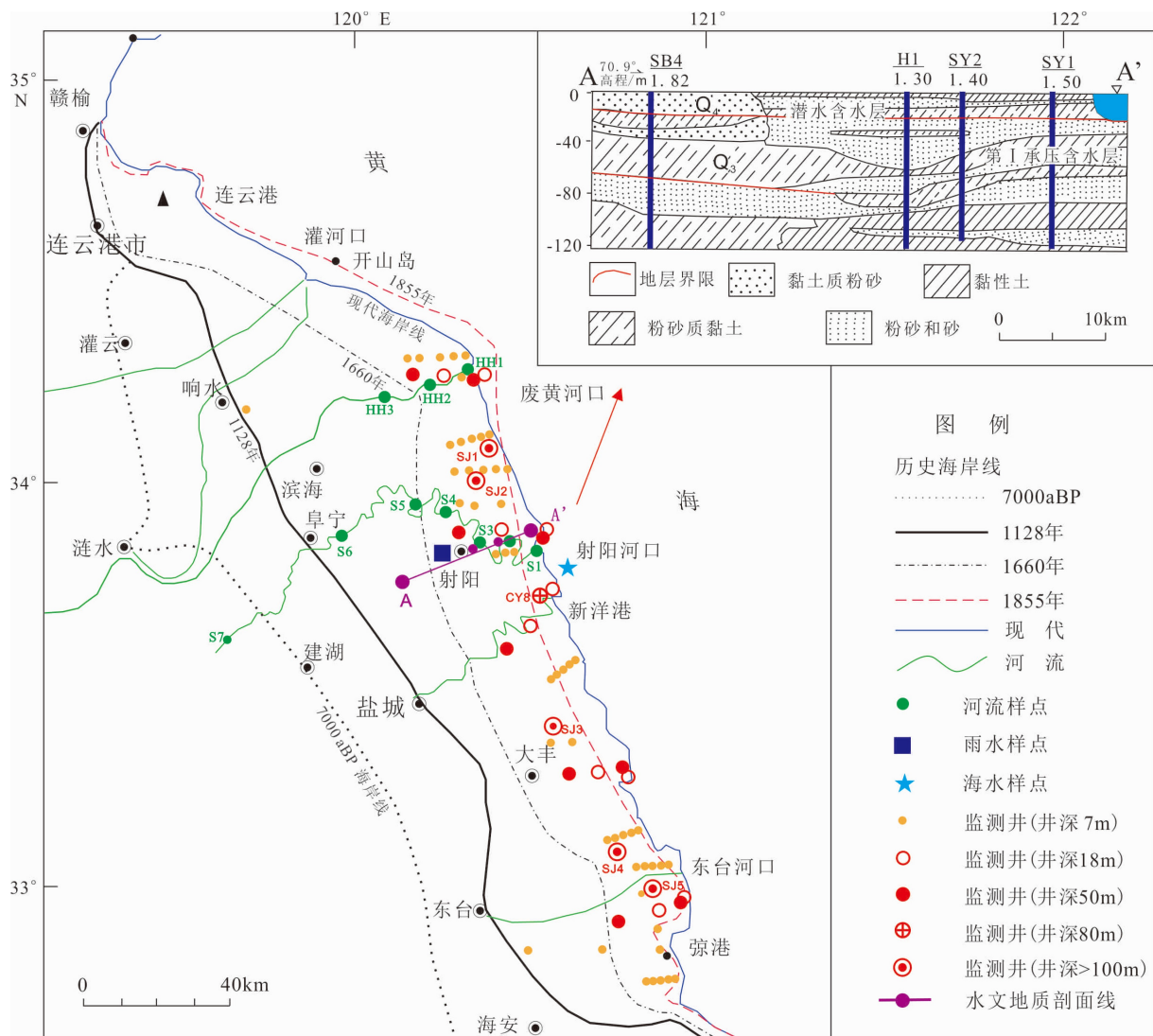


图1 盐城滨海地区监测点位置及水文地质剖面图

底图据文献[1, 3-4]改绘。

Fig.1 Location of monitoring sites and hydrogeological profile of Yancheng coastal area

Base map modified from references [1, 3-4]

温度、氧化还原电位(ORP)等参数。水样的  $K^+$ 、 $Na^+$ 、 $Ca^{2+}$  及  $Mg^{2+}$  等离子均采用电感耦合等离子体发射光谱仪测定,  $SO_4^{2-}$ 、 $NO_3^-$ 、 $Cl^-$  及  $Br^-$  等采用离子色谱法测定,  $HCO_3^-$  及  $CO_3^{2-}$ 、pH 采用电位滴定仪测试, 均由青岛地质工程勘察院试验测试中心进行测试。稳定同位素  $\delta^2H$  和  $\delta^{18}O$  用气体质谱仪测定, 以 V-SMOW 为标准,  $\delta D$  和  $\delta^{18}O$  的精度分别为  $\pm 1.0\%$  和  $\pm 0.2\%$ , 由中国地质调查局青岛海洋地质研究所实验测试中心完成。地下水的  $^{14}C$  测年由 BETA Analytic Inc 完成, 通过提取地下水中无机碳, 进行 AMS 分析测定, 校正方法主要有 STAT 统计模型、ALK 碱度模型、 $^{13}C$  混合模型、CMB 模型以及 F-G 模型[22-23]。地下水水质类型按照 TDS 分为淡水 ( $TDS \leq 1 \text{ g/L}$ )、微咸水 ( $1 \text{ g/L} < TDS \leq 3 \text{ g/L}$ )、咸水

( $3 \text{ g/L} < TDS \leq 50 \text{ g/L}$ ) 和卤水 ( $TDS > 50 \text{ g/L}$ ) [24]。

### 3 结果与讨论

#### 3.1 地下水水位变化特征

地下水监测结果(图2)表明潜水和第 I 承压含水层地下水水位变化与当地降水量季节变化一致, 但存在 1~2 个月的滞后期, 受降水影响明显。水位年内波动范围小于 2 m, 2—6 月持续下降, 7—10 月迅速回升, 11 月至次年 2 月份趋于稳定, 年内变化均呈现枯水期、丰水期和平水期的变化特征, 潜水与第 I 承压层地下水水力联系密切。监测点分层监测的潜水 QS07 和第 I 承压含水层地下水

表 1 研究区监测点样品信息

Table 1 Sample information from monitoring points in the study area

| 井位   | 位置  | 距岸线距离/km | 取样时间   | 井深/m | EC/(ms/cm) | pH   | T/℃   | TDS/(mg/L) |
|------|-----|----------|--------|------|------------|------|-------|------------|
| SJ01 | 滨海县 | 2.32     | 2019.4 | 120  | 1565       | 7.71 | —     | 0.91       |
| SJ02 | 射阳县 | 4.16     | 2019.4 | 120  | 1162       | 8.22 | —     | 0.56       |
| SJ03 | 大丰市 | 19.15    | 2019.4 | 120  | 1345.1     | 8.05 | —     | 0.84       |
| SJ04 | 东台市 | 13.64    | 2019.4 | 200  | 653.1      | 8.01 | —     | 0.34       |
| SJ05 | 东台市 | 9.83     | 2019.4 | 300  | 560.4      | 8.08 | —     | 0.28       |
| QS01 | 东台市 | 16.51    | 2019.4 | 18   | 3613       | 8.78 | 17.74 | 1.92       |
| QS02 | 大丰市 | 10.25    | 2019.4 | 18   | 41190      | 7.34 | 19.45 | 25.96      |
| QS03 | 大丰市 | 10.45    | 2019.4 | 18   | 32480      | 8.15 | 19.08 | 21.70      |
| QS04 | 射阳县 | 6.02     | 2019.4 | 18   | 37640      | 7.53 | 19.69 | 22.69      |
| QS05 | 滨海县 | 3.97     | 2019.4 | 18   | 2359       | 8.55 | 16.88 | 1.25       |
| QS06 | 东台市 | 3.78     | 2019.4 | 18   | 29690      | 8.08 | 25.16 | 18.55      |
| QS07 | 大丰市 | 1.24     | 2019.4 | 18   | 40700      | 8.47 | 18.91 | 26.32      |
| QS08 | 大丰市 | 5.19     | 2019.4 | 18   | 27620      | 7.86 | 18.97 | 15.79      |
| QS09 | 射阳县 | 1.55     | 2019.4 | 18   | 33780      | 7.22 | 19.14 | 20.11      |
| QS10 | 滨海县 | 1.07     | 2019.4 | 18   | 3587       | 8.04 | 19.28 | 0.68       |
| CY01 | 东台市 | 25.68    | 2019.4 | 50   | 38970      | 7.21 | 19.67 | 0.68       |
| CY02 | 大丰市 | 19.52    | 2019.4 | 50   | 30610      | 7.32 | 19.37 | 17.16      |
| CY03 | 大丰市 | 16.22    | 2019.4 | 50   | 23560      | 7.45 | 20.08 | 16.95      |
| CY04 | 射阳县 | 10.88    | 2019.4 | 50   | 37180      | 7.34 | 19.36 | 22.88      |
| CY05 | 滨海县 | 10.94    | 2019.4 | 50   | 31700      | 7.23 | 18.82 | 20.33      |
| CY06 | 东台市 | 3.78     | 2019.4 | 50   | 47890      | 7.53 | 21.53 | 41.69      |
| CY07 | 大丰市 | 1.24     | 2019.4 | 50   | 34500      | 7.8  | 20.29 | 21.33      |
| CY08 | 大丰市 | 5.19     | 2019.4 | 80   | 28670      | 6.89 | 19.94 | 17.34      |
| CY09 | 射阳县 | 1.55     | 2019.4 | 50   | 37500      | 7.54 | 19.93 | 23.71      |
| CY10 | 滨海县 | 1.07     | 2019.4 | 50   | 29970      | 7.23 | 20.51 | 16.12      |
| T01  | 滨海县 | 8.73     | 2018.6 | 7    | 4267       | —    | 20.83 | 3.80       |
| T02  | 滨海县 | 7.52     | 2018.6 | 7    | 2800       | —    | 20.81 | 2.08       |
| T03  | 滨海县 | 5.49     | 2018.6 | 7    | 10100      | —    | 18.22 | 9.61       |
| T04  | 滨海县 | 4.65     | 2018.6 | 7    | 4700       | —    | 20.88 | 2.99       |
| T05  | 滨海县 | 3.32     | 2018.6 | 7    | 7130       | —    | 23.94 | 4.77       |
| T06  | 滨海县 | 7.52     | 2018.6 | 7    | —          | —    | 19.28 | 1.87       |
| T07  | 滨海县 | 6.38     | 2018.6 | 7    | —          | —    | 20.32 | 2.26       |
| T08  | 滨海县 | 5.31     | 2018.6 | 7    | —          | —    | 20.14 | 3.52       |
| T09  | 滨海县 | 3.81     | 2018.6 | 7    | —          | —    | 20.30 | 6.09       |
| T10  | 滨海县 | 3.00     | 2018.6 | 7    | —          | —    | 18.70 | 8.32       |
| T11  | 射阳县 | 9.30     | 2018.6 | 7    | 1130       | 6.56 | 20.40 | 0.82       |
| T12  | 射阳县 | 7.44     | 2018.6 | 7    | 2880       | 6.05 | 19.90 | 3.07       |
| T13  | 射阳县 | 5.48     | 2018.6 | 7    | 1268       | 5.75 | 24.40 | 0.99       |
| T14  | 射阳县 | 4.06     | 2018.6 | 7    | 4330       | 6.43 | 18.80 | 3.16       |
| T15  | 射阳县 | 2.58     | 2018.6 | 7    | 2285       | 5.92 | 20.37 | 2.31       |
| T16  | 射阳县 | 14.75    | 2018.6 | 7    | 2780       | 9.20 | 21.42 | 2.57       |
| T17  | 射阳县 | 11.30    | 2018.6 | 7    | 4349       | 7.01 | 19.52 | 2.99       |
| T18  | 射阳县 | 10.36    | 2018.6 | 7    | 1940       | 8.85 | 18.55 | 1.48       |

续表 1

| 井位   | 位置   | 距岸线距离/km | 取样时间   | 井深/m | EC/(ms/cm) | pH   | T/℃   | TDS/(mg/L) |
|------|------|----------|--------|------|------------|------|-------|------------|
| T19  | 射阳县  | 9.24     | 2018.6 | 7    | 4560       | 7.68 | 19.36 | 4.50       |
| T20  | 射阳县  | 8.42     | 2018.6 | 7    | 2220       | 7.41 | 20.05 | 2.32       |
| T21  | 大丰市  | 14.13    | 2018.6 | 7    | 1643       | 7.49 | 19.70 | 1.25       |
| T22  | 大丰市  | 12.68    | 2018.6 | 7    | 2359       | 7.77 | 18.54 | 2.49       |
| T23  | 大丰市  | 10.75    | 2018.6 | 7    | 1409       | 7.90 | 19.60 | 1.03       |
| T24  | 大丰市  | 8.53     | 2018.6 | 7    | 1640       | 7.37 | 19.35 | 3.57       |
| T25  | 大丰市  | 6.60     | 2018.6 | 7    | 2780       | 9.20 | 19.24 | 1.16       |
| T26  | 大丰市  | 13.64    | 2018.6 | 7    | 1255       | 7.60 | 18.91 | 0.95       |
| T27  | 大丰市  | 12.01    | 2018.6 | 7    | 1405       | 8.30 | 18.94 | 0.66       |
| T28  | 大丰市  | 10.45    | 2018.6 | 7    | 1407       | 7.54 | 18.15 | 0.85       |
| T29  | 大丰市  | 9.17     | 2018.6 | 7    | 1859       | 8.14 | 17.48 | 1.17       |
| T30  | 大丰市  | 8.18     | 2018.6 | 7    | 1299       | 6.09 | 19.57 | 0.89       |
| T31  | 东台市  | 13.47    | 2018.6 | 7    | 1500       | 7.75 | 19.07 | 0.89       |
| T32  | 东台市  | 12.20    | 2018.6 | 7    | 2003       | 7.86 | 17.96 | 1.15       |
| T33  | 东台市  | 10.55    | 2018.6 | 7    | 1680       | 7.90 | 19.54 | 1.17       |
| T34  | 东台市  | 9.13     | 2018.6 | 7    | 3840       | 8.26 | 19.07 | 3.13       |
| T35  | 东台市  | 6.61     | 2018.6 | 7    | 5150       | 7.20 | 19.98 | 4.96       |
| T36  | 东台市  | 18.74    | 2018.6 | 7    | 1850       | 7.28 | 18.50 | 1.43       |
| T37  | 东台市  | 15.22    | 2018.6 | 7    | 1669       | 7.06 | 19.20 | 1.19       |
| T38  | 东台市  | 11.24    | 2018.6 | 7    | 1320       | 6.65 | 20.50 | 2.08       |
| T39  | 东台市  | 8.76     | 2018.6 | 7    | 1290       | 7.10 | 18.30 | 0.85       |
| T40  | 东台市  | 6.68     | 2018.6 | 7    | 1990       | 8.44 | 18.43 | 1.09       |
| HH01 | 废黄河口 | 0.03     | 2018.6 |      | 4830       | —    | —     | 3.32       |
| HH02 | 废黄河口 | 11.22    | 2018.6 |      | 1217       | —    | —     | 0.76       |
| HH03 | 废黄河口 | 22.30    | 2018.6 |      | 700        | —    | —     | 0.38       |
| SY01 | 射阳河  | 0.02     | 2018.6 |      | 5602       | 7.01 | —     | 4.33       |
| SY02 | 射阳河  | 9.91     | 2018.6 |      | 1119       | 8.15 | —     | 0.74       |
| SY03 | 射阳河  | 16.24    | 2018.6 |      | 1023       | 7.13 | —     | 0.56       |
| SY04 | 射阳河  | 19.47    | 2018.6 |      | 961        | 7.36 | —     | 0.77       |
| SY05 | 射阳河  | 27.04    | 2018.6 |      | 912        | 7.05 | —     | 0.47       |
| SY06 | 射阳河  | 53.67    | 2018.6 |      | 736        | 6.84 | —     | 0.39       |
| SY07 | 射阳河  | 95.58    | 2018.6 |      | 740        | 6.84 | —     | 0.41       |
| Sea  | 海滩   | 0        | 2018.6 |      | 39000      | 7.84 | —     | 28.45      |

注：空格表示地表水体没有井深参数，“—”表示该参数没有测试。

CY07 之间存在水位差, 表明两者间存在隔水层, 进一步说明该区域潜水和承压水之间是存在不连续隔水层的。

3.2 地下水 TDS 空间分布特征

图 3 是潜水含水层垂向上的电导率分布特征, 其中废黄河口 QS10 监测点受淡水补给影响最为明显, 潜水含水层已全部淡化, 其他区域潜水含水层

在 10 m 以上均发生不同程度的淡化, 证明研究区潜水淡化层是普遍存在且程度有差别。图 4 显示研究区水平方向上浅层地下水 TDS 分布情况, 潜水淡化层地下水类型包括淡水、微咸水和咸水, 其 TDS 值由陆向海不断增加, 以距现代海岸线 10 km 为界, 大于 10 km 潜水淡化层地下水 TDS 小于 3 g/L, 水质类型以淡水和微咸水为主, 10 km 以内潜水淡化层地下水以微咸水和咸水为主, TDS 最高可达

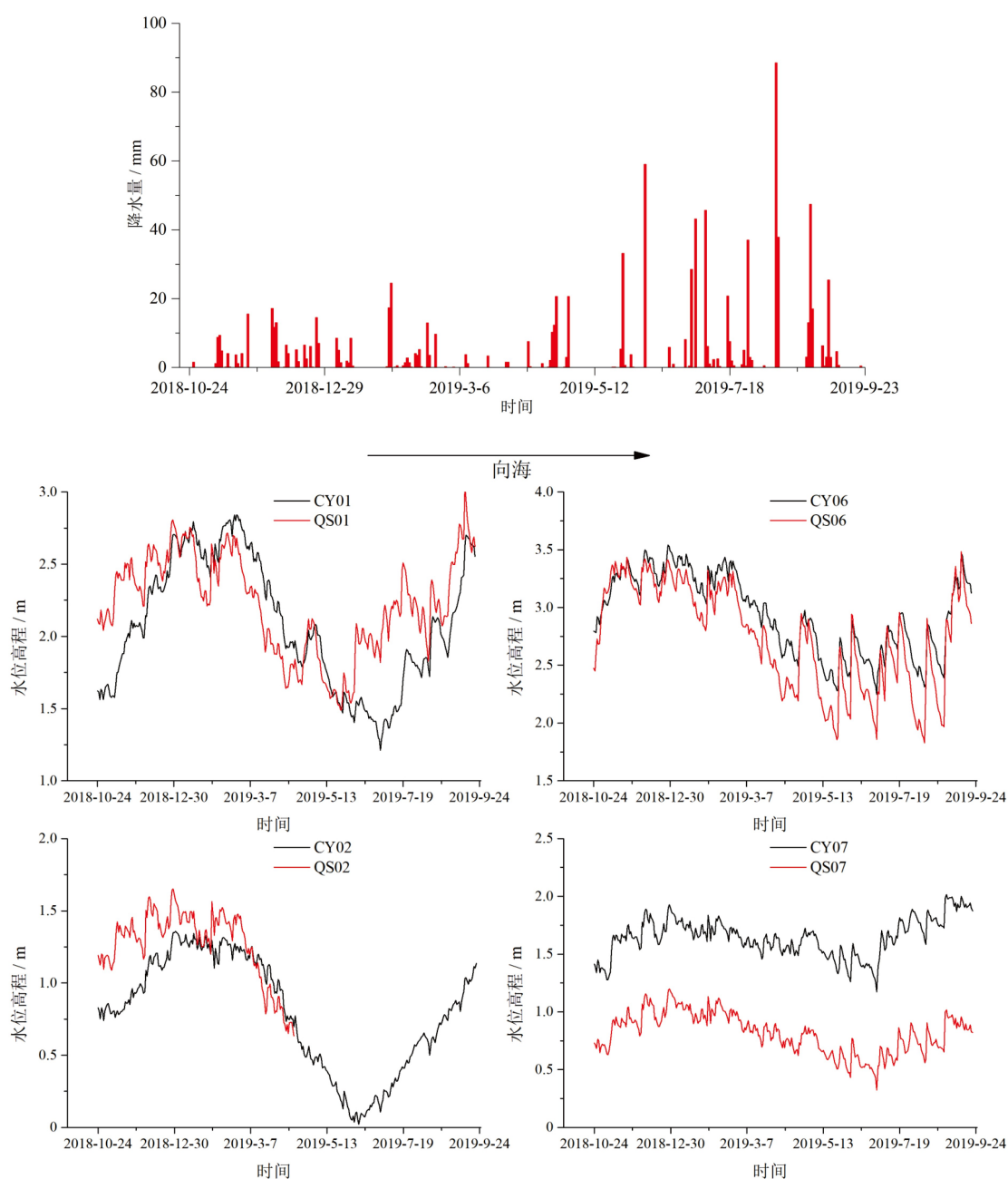


图 2 降水量及地下水水位变化 (2018.10—2019.09)

Fig.2 Variations of precipitation and groundwater levels with time (2018.10—2019.09)

10 g/L。潜水和第 I 承压含水层地下水 TDS 值一般为 13~30 g/L, 主要为咸水, 不随距海岸距离变化而变化, 最高值超过当地海水 (28.45 g/L)。深层承压水为淡水, TDS 小于 1 g/L。结合图 5 地下水 TDS 垂向上分布特征, 研究区潜水和第 I 承压层地下水为咸水层, 即深度为 10~100 m 的浅层地下水是研究区内盐度最高的层位, 下伏深层淡水承压含水层, 上覆以微咸水为主的潜水淡化层。

### 3.3 地下水氢氧同位素分布特征

本研究根据 IAEA 全球大气降水监测数据库

(GNIP) 参考站点资料, 选择南京站点作本区雨水线方程:  $\delta D = 8.49\delta^{18}O + 17.71$ 。相比于全球大气雨水线 ( $\delta D = 8\delta^{18}O + 10$ ), 本区离海洋较近, 受太平洋季风的影响, 海洋水汽是其降水的主要来源, 雨水线斜率、截距偏高也反映了区域湿润多雨的气候特点<sup>[25]</sup>。

河水作为地下水的主要补给来源之一, 区内射阳河和废黄河从上游到入海口, 其  $\delta D$ 、 $\delta^{18}O$  变化范围分别为  $-33\text{‰} \sim -29\text{‰}$ 、 $-6.34\text{‰} \sim -2.73\text{‰}$ , 空间差异性明显, 表现出沿河流流向富集。在  $\delta D$ - $\delta^{18}O$  关系图 (图 6) 上, 河水的同位素组成基本全部落在雨水线的右下方, 斜率小于雨水线, 说明受到强烈

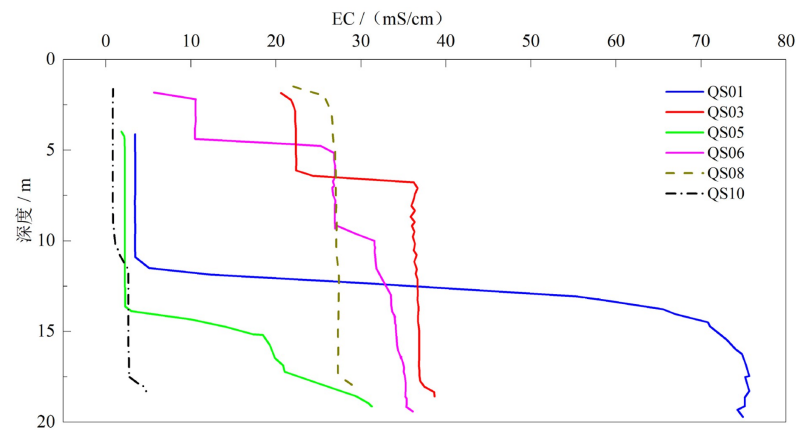


图 3 潜水含水层地下水电导率垂向变化  
Fig.3 Vertical changes of groundwater EC in phreatic aquifer

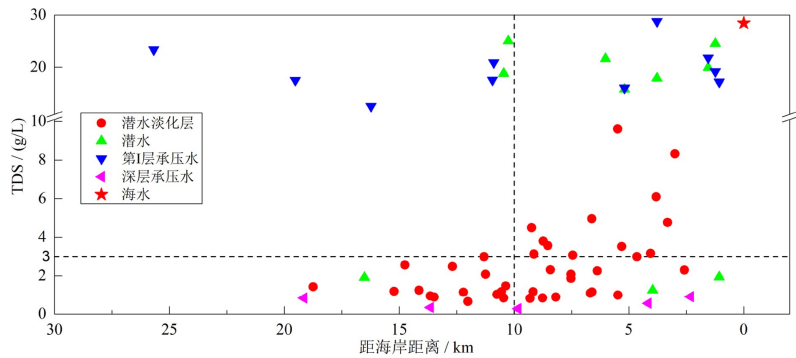


图 4 地下水 TDS 水平分布特征  
Fig.4 Spatial distribution characteristics of groundwater TDS

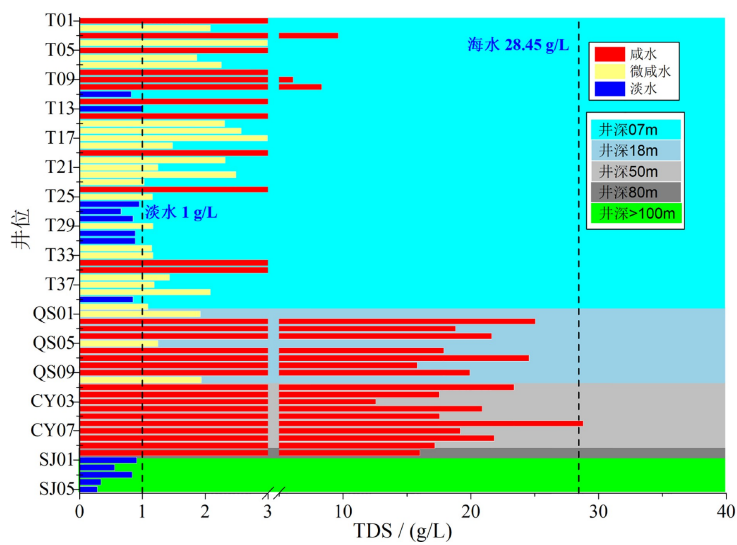
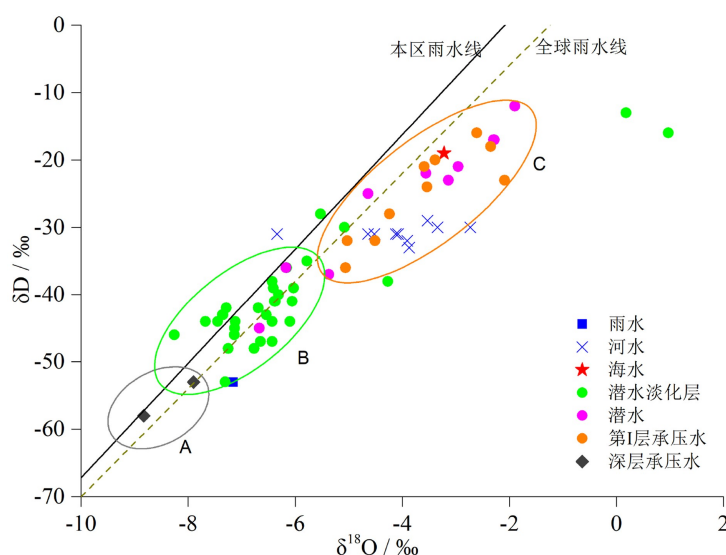


图 5 地下水 TDS 垂向分布特征  
Fig.5 Vertical distribution characteristics of groundwater TDS

的蒸发作用,结合下游及河口的同位素分布特征,说明河水沿径流方向受到海水影响增大。

研究区地下水  $\delta^{18}\text{O}$  值为 $-8.83\text{‰}$ ~ $0.97\text{‰}$ ,均值为 $-5.30\text{‰}$ , $\delta\text{D}$  值为 $-58\text{‰}$ ~ $-12\text{‰}$ ,均值为 $-34.92\text{‰}$ ,大于大气降水。图 6(A 区)深层承压水  $\delta^{18}\text{O}$  值为

$-8.83\text{‰}$ , $\delta\text{D}$  值为 $-58\text{‰}$ 。图 6(B 区)潜水淡化层  $\delta^{18}\text{O}$  值为 $-8.26\text{‰}$ ~ $0.97\text{‰}$ ,均值为 $-6.14\text{‰}$ , $\delta\text{D}$  值为 $-53\text{‰}$ ~ $-13\text{‰}$ ,均值为 $-40.25\text{‰}$ ;图 6(C 区)潜水  $\delta^{18}\text{O}$  值为 $-6.67\text{‰}$ ~ $-1.90\text{‰}$ ,均值为 $-3.90\text{‰}$ , $\delta\text{D}$  值为 $-45\text{‰}$ ~ $-12\text{‰}$ ,均值为 $-25.5\text{‰}$ ;图 6(C 区)第

图 6 研究区大气降水、地表水及地下水  $\delta D$ - $\delta^{18}O$  分布图Fig.6 Plot of  $\delta D$  vs.  $\delta^{18}O$  of meteoric waters, river waters and groundwater

I 承压层地下水  $\delta^{18}O$  值为  $-5.06\text{‰} \sim -2.09\text{‰}$ , 均值为  $-3.64\text{‰}$ ,  $\delta D$  值为  $-36\text{‰} \sim -16\text{‰}$ , 均值为  $-25\text{‰}$ 。水平方向上地下水  $\delta D$  和  $\delta^{18}O$  值沿向海方向总体上增大, 表现为沿程富集; 垂向上潜水和第 I 承压层地下水样品的  $\delta^{18}O$ 、 $\delta D$  值基本一致, 普遍比潜水淡化层和深层承压水偏正。

综上, 研究区地下水主要来源于大气降水的入渗补给, 且在补给过程中经历了明显的蒸发过程, 沿径流方向蒸发作用越趋强烈; 浅层地下水与深层承压水补给来源可能存在温度差异, 深层地下水的补给来源温度较低, 显示古气候效应; 同一地点各层位的氢氧同位素数据具有明显的呈层性, 不同层深之间同位素组成的差异表明, 潜水与第 I 承压层地下水有相对较好的水力联系, 与深层承压水之间的联系较弱。

### 3.4 地下水 $^{14}C$ 分布特征

研究区地下水  $^{14}C$  测年的变化范围为 1080~25080 a, 第 I 承压层地下水  $^{14}C$  测年范围为 1080~8940 a, 均值为 3679 a, 深层承压地下水的  $^{14}C$  测年为 25080 a, 结果与本区地下水  $^{14}C$  测年范围相符<sup>[23]</sup>。地下水  $^{14}C$  测年在垂直方向上由浅部至深部逐渐增大。图 7 显示地下水  $^{14}C$  测年与  $\delta^{18}O$  值显著负相关, 研究区地下水形成年龄越老,  $\delta^{18}O$  值越偏负。12000~60000 aBP 的玉木冰期,  $\delta^{18}O$  值比现在平均低约 10‰, 古地下水中的  $\delta^{18}O$  能够反映更新世冰期到全新世间冰期的气候变化, 全新世地下水的  $\delta^{18}O$  值接近或大于现代地下水的  $\delta^{18}O$  值, 而小于晚更新世不同时期降水地下水的  $\delta^{18}O$  值 (2‰左右)<sup>[26]</sup>。综合地下水

的  $^{14}C$  和  $\delta^{18}O$  特征可确定, 形成于早更新世及中更新世深层承压含水层所赋存地下水主要来源于晚更新世较冷的气候条件下的补给; 形成于晚更新世的第 I 承压层所赋存地下咸水主要来源于全新世温暖时段的降水补给; 沉积形成于全新世早期潜水含水层地下水来源于全新世温暖时段的降水补给。近千年以来河流沉积作用形成的潜水淡化层地下水显示出不同于潜水的同位素分布特征, 其主要来源于现代时期的降水补给。

### 3.5 地下水水文地球化学特征

#### 3.5.1 水化学三线图解析水质演化

利用水化学三线图 (图 8) 可以了解水体的主要离子组成及演化特征。河水水化学类型分布较一致, 中上游阳离子主要以  $Ca^{2+}$  和  $Mg^{2+}$  为主, 阴离子主要以  $HCO_3^-$  为主, 由陆向海, 主要阳离子逐渐向  $Na^+$  变化, 阴离子向  $Cl^-$  变化, 图中样品点位向海水点位趋近, 水化学类型由  $HCO_3^-$ - $Ca$ - $Mg$  型逐渐向  $Cl$ - $Na$  型演化, 近河口处受海水混合作用影响明显。潜水淡化层水化学类型分布较分散, 阳离子以  $Na^+$  和  $Mg^{2+}$  为主, 阴离子以  $HCO_3^-$ 、 $Cl^-$  为主, 由陆向海, 阳离子由  $Mg^{2+}$  逐渐向  $Na^+$  变化, 阴离子成分逐渐以  $Cl^-$  为主, 水化学类型由  $HCO_3^-$ - $Na$ - $Mg$  型逐渐向  $Cl$ - $Na$  型演化, 可能沿径流路径发生了阳离子交换, 以及海水不同程度的混合作用。潜水及第 I 承压含水层地下水的水化学类型分布较集中, 阳离子以  $Na^+$  为主, 废黄河口潜水阴离子以  $Cl^-$  和  $HCO_3^-$  为主, 水化学类型为  $Cl$ - $HCO_3^-$ - $Na$  型, 表明受淡水补给作用明显, 其他地区地下水阴离子以  $Cl^-$  为主, 水化学类

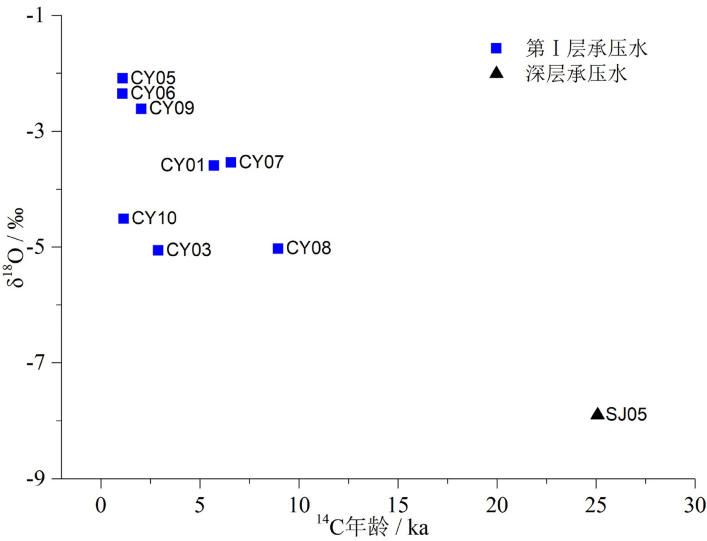


图 7 地下水  $\delta^{18}\text{O}$  与  $^{14}\text{C}$  测年分布特征  
Fig.7 Plot of  $\delta^{18}\text{O}$  vs.  $^{14}\text{C}$  of groundwater

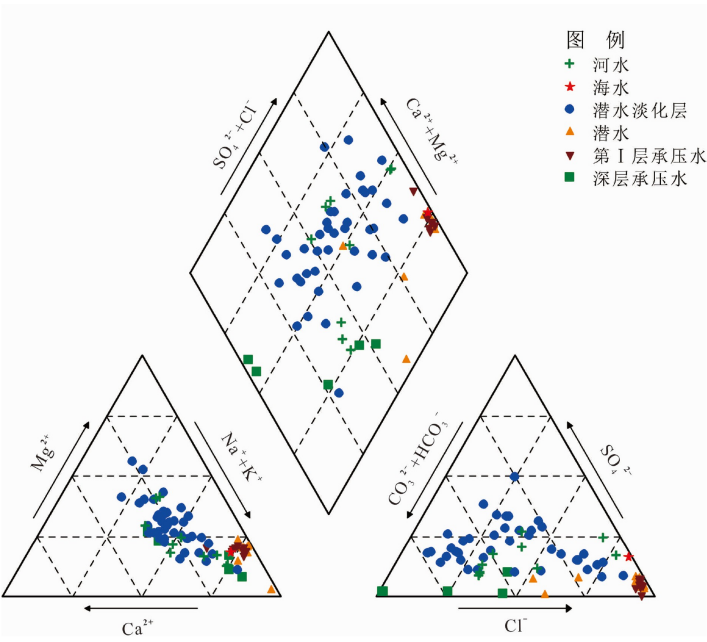


图 8 地下水水化学 Piper 图  
Fig.8 Piper diagram of groundwater chemistry

型为 Cl-Na 型,集中在海水点位附近,水化学类型比较稳定。深层承压含水层地下水阳离子以  $\text{Na}^+$  为主,阴离子以  $\text{HCO}_3^-$  为主,与浅层地下水水力联系较差,水化学类型主要为  $\text{HCO}_3^-$ -Na 型水,是典型海岸带地区地下淡水与矿物间阳离子交换的作用表征。

3.5.2 离子比值关系

Cl/Br 比值是判定地下水盐分来源的重要依据,尤其是在区分陆相蒸发源和海相源方面<sup>[27]</sup>。如果地下水中  $\text{Cl}^-$  的富集是蒸发盐溶解形成,则随着  $\text{Cl}^-$  浓度升高,Cl/Br 比值升高;如果地下水中  $\text{Cl}^-$  的富集是蒸发作用或者与海水混合形成,那么随着 Cl 浓

度增加,Cl/Br 比值不变。标准海水中 Cl/Br 摩尔比值较稳定,约为 640;残余海水由于浓缩而产生 NaCl 沉淀,溴化物的溶解度比 NaCl 大,残余海水或卤水中的 Br 相对富集,Cl/Br < 640;如果是贫溴的含岩盐地层的溶滤水,则 Cl/Br > 640;河水的  $\text{Br}^-$  含量低,Cl/Br 一般大于 880。对于一般的淡水来说,由于  $\text{Cl}^-$  的浓度非常低,石盐溶解的量是微小的,因此对于 TDS 小于 2 g/L 的地下水,受人为因素影响,Cl/Br 波动较大,不适合作为确定盐分来源的指标<sup>[17]</sup>。从图 9 可以看出,本区海水 Cl/Br 比值受河流淡水输入,较标准海水 Cl/Br 值偏大,为 680。深层承压水

$\text{Cl}^-$  的浓度非常低,  $\text{Cl}/\text{Br}$  比值变化范围比较大, 不作为其盐分来源的判别指标; 潜水和第 I 承压含水层地下水  $\text{Cl}/\text{Br}$  比值位于 680 附近, 随着  $\text{Cl}^-$  浓度增加无变化, 基本与当地海水相同, 说明其盐分主要来源于海水混合作用, 结合同位素特征可判断应为残留海水; 个别的潜水样品  $\text{Cl}^-$  浓度较低,  $\text{Cl}/\text{Br}$  比值偏大, 最大值为废黄河口样品, 达 1740, 再次说明该区域地下水受地表淡水混合影响明显。

$\text{Na}/\text{Cl}$  比值是表征地下水中钠离子富集程度的一个水文地球化学参数, 可追溯地下水的成因<sup>[28]</sup>。标准海水的  $\text{Na}/\text{Cl}$  系数平均值为 0.85, 本次采集海水的  $\text{Na}/\text{Cl}$  值约为 0.87,  $\text{Na}/\text{Cl}$  值接近于海水表明地下水受到海水混合影响,  $\text{Na}/\text{Cl}$  值为 1 表明地下水中盐分主要来源于岩盐 ( $\text{NaCl}$ ) 溶解, 而  $\text{Na}/\text{Cl}$  值远大于 1 表明地下水化学组分形成主要受铝硅酸盐矿物溶解影响。从图 9 可以看出, 潜水淡化层地下水  $\text{Cl}^-$  浓度较小时,  $\text{Na}/\text{Cl}$  比值较大, 最大可达 8, 表明淡水盐分主要来源于铝硅酸盐矿物溶解; 样品  $\text{Cl}^-$  浓度较大时,  $\text{Na}/\text{Cl}$  比值接近于 0.87, 表明高浓度咸水的盐分主要来源于海水, 分布于废黄河口附近, 表明发生了海水入侵; 绝大多数样品  $\text{Na}/\text{Cl}$  值为 0.87~2, 表明研究区大部分潜水淡化层地下水的盐分来源于铝硅酸盐矿物和岩盐溶解。潜水和第

I 承压层地下水  $\text{Na}/\text{Cl}$  比值均分布在 0.87 海水比值线上, 说明其盐分主要来源于残留海水,  $\text{Ca}/\text{Cl}$  比值和  $\text{Mg}/\text{Cl}$  比值位于海水比值线上也表明地下咸水中盐分的增加主要受残留海水混合影响。

### 3.5.3 混合过程

$\delta^{18}\text{O}$  与  $\text{Cl}^-$  含量关系是研究地下水受海水混合影响的有效工具之一<sup>[29]</sup>。如果地下水受到海水混合的影响, 则随着地下水  $\text{Cl}^-$  浓度的增加, 地下水  $\delta^{18}\text{O}$  值也将增加<sup>[16]</sup>。从图 10 可以看出, 地下水  $\text{Cl}^-$  浓度小于 20 mmol/L 时, 大部分潜水淡化层  $\delta^{18}\text{O}$  富集与  $\text{Cl}^-$  浓度增加没有关系, 而是受蒸发作用影响; 对于  $\text{Cl}^-$  浓度普遍大于 200 mmol/L 的潜水与第 I 承压层地下水, 其  $\text{Cl}^-$  浓度增加,  $\delta^{18}\text{O}$  值有增大趋势, 再次表明潜水和第 I 承压层地下水受到地层中残留海水影响。

## 4 结论

(1) 江苏盐城滨海地区浅层地下水系统为潜水与第 I 承压含水层地下水, 两者地下水水力联系密切, 均以咸水为主; 潜水含水层上层有分布连续稳定且埋深小于 10 m 的淡化层, 以淡水和微咸水为主, 沿向海方向 TDS 升高。

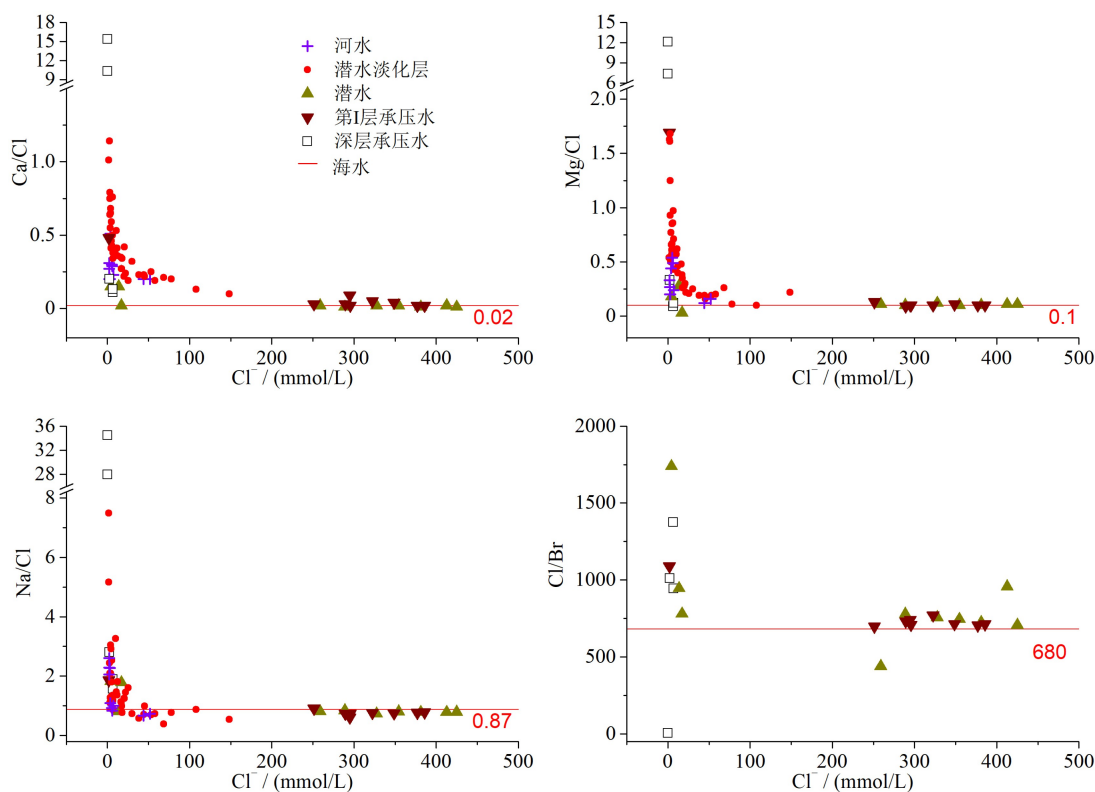
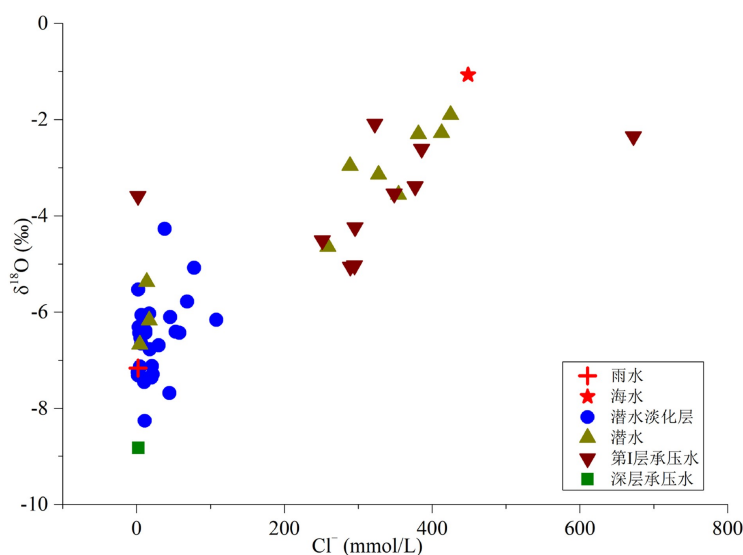


图 9 地下水中  $\text{Ca}/\text{Cl}$ 、 $\text{Mg}/\text{Cl}$ 、 $\text{Na}/\text{Cl}$ 、 $\text{Cl}/\text{Br}$  与  $\text{Cl}^-$  浓度关系

Fig.9 Variations of  $\text{Ca}/\text{Cl}$ ,  $\text{Mg}/\text{Cl}$ ,  $\text{Na}/\text{Cl}$ ,  $\text{Cl}/\text{Br}$  with  $\text{Cl}^-$  concentration of groundwater

图 10 地下水  $\delta^{18}\text{O}$  与  $\text{Cl}^-$  浓度关系图Fig.10 Plot of  $\delta^{18}\text{O}$  vs.  $\text{Cl}^-$  of groundwater

(2)深层承压含水层地下水主要来源于晚更新世较冷的气候条件下的补给,潜水与第 I 承压含水层地下水主要来源于全新世暖期的降水补给,其盐分主要来源于经历了强烈蒸发浓缩过程的古残留海水。

(3)潜水淡化层主要是溶解地层盐分和蒸发作用形成,地下水主要来源于现代时期的降水补给,地下水盐分主要来源于岩盐和铝硅酸盐矿物的溶解;废黄河口因沉积过程受黄河影响明显,含水层介质较粗,淤积和侵蚀变化剧烈,部分地区受到一定程度的现代海水入侵影响,同时也存在受淡水补给影响而淡化程度较大的区域。

(4)沉积过程和气候变化是不同层位地下水补给来源的主要控制作用。潜水淡化层是与现代降水过程、人类农业活动、生态环境演替最为密切的层位,虽属于潜水含水层,但表现出完全不同于潜水的水化学和同位素特征,是影响区域浅层地下水循环的关键因素,潜水淡化层的演化和平衡,其稳定性的评估及对浅层地下水系统影响的预测分析应给予足够的重视;同时本研究下一步也将结合本区海侵海退过程、海平面变化、沉积地层结构和岸线变化,在沉积环境演化过程分析的基础上建立地下水系统形成演化模式。

#### 参考文献 (References)

[1] 薛春汀, 刘健, 孔祥淮. 全新世淮河三角洲初步研究[J]. 第四纪研究, 2010, 30(5): 892-901. [XUE Chunting, LIU Jian, KONG Xianghuai. Preliminary study of holocene Huaihe river delta on west coastal plain

of Yellow Sea, China [J]. *Quaternary Sciences*, 2010, 30(5): 892-901.]

- [2] 薛春汀, 周永青, 朱雄华. 晚更新世末至公元前7世纪的黄河流向和黄河三角洲[J]. 海洋学报, 2004, 26(1): 48-61. [XUE Chunting, ZHOU Yongqing, ZHU Xionghua. The Huanghe river course and delta from end of late pleistocene to the 7th century BC [J]. *Acta Oceanologica Sinica*, 2004, 26(1): 48-61.]
- [3] 张忍顺. 苏北黄河三角洲及滨海平原的成陆过程[J]. 地理学报, 1984, 39(2): 173-184. [ZHANG Renshun. Land-forming history of the Huanghe river delta and coastal plain of north Jiangsu [J]. *Acta Geographica Sinica*, 1984, 39(2): 173-184.]
- [4] 张旸, 陈沈良. 苏北废黄河三角洲海岸时空演变遥感分析[J]. 海洋科学进展, 2009, 27(2): 166-175. [ZHANG Yang, CHEN Shenliang. Remote sensing analysis of spatial and temporal changes of the coastal area in the abandoned Huanghe river delta in the northern Jiangsu province [J]. *Advances in Marine Science*, 2009, 27(2): 166-175.]
- [5] 付昌昌. 淮河流域沿海平原深层地下水水化学特征及咸水成因[D]. 吉林大学硕士学位论文, 2015. [FU Changchang. The hydrochemical characteristics and processes for salinity sources of the deep confined groundwater in the coastal plain of Huai river basin[D]. Master Dissertation of Jilin University, 2015.]
- [6] Lee K S, Wenner D B, Lee I. Using H- and O-isotopic data for estimating the relative contributions of rainy and dry season precipitation to groundwater: example from Cheju island, Korea [J]. *Journal of Hydrology*, 1999, 222(1-4): 65-74.
- [7] Mehta S, Fryar A E, Banner J L. Controls on the regional-scale salinization of the Ogallala aquifer, southern high plains, Texas, USA [J]. *Applied Geochemistry*, 2000, 15(6): 849-864.
- [8] 刘贯群, 朱利文, 孙运晓. 大沽河下游地区地下咸水的水化学特征及成因[J]. 中国海洋大学学报, 2019, 49(5): 84-92. [LIU Guanqun, ZHU Liwen, SUN Yunxiao. Hydrochemical characteristics and origins of salt groundwater in the lower reaches of Dagou river [J]. *Periodical of Ocean University of China*, 2019, 49(5): 84-92.]

- [9] 侯国华, 高茂生, 党显璋. 唐山曹妃甸浅层地下水水化学特征及咸化成因[J]. 地学前缘, 2019, 26(6): 49-57. [HOU Guohua, GAO Maosheng, DANG Xianzhang. Hydrochemical characteristics and salinization causes of shallow groundwater in Caofeidian, Tangshan city [J]. Earth Science Frontiers, 2019, 26(6): 49-57.]
- [10] 沈照理. 水文地球化学基础[M]. 北京: 地质出版社, 1993: 86-90. [SHEN Zhaoli. Fundamentals of Hydrogeochemistry[M]. Beijing: Geological Publishing House, 1993: 86-90.]
- [11] Wang Y, Jiao J J. Origin of groundwater salinity and hydrogeochemical processes in the confined quaternary aquifer of the Pearl River delta, China [J]. Journal of Hydrology, 2012, 438-439: 112-124.
- [12] 杨巧凤, 王瑞久, 徐苏宁, 等. 莱州湾沿岸寿光、莱州和龙口地下水的稳定同位素与地球化学[J]. 地质学报, 2016, 90(4): 801-817. [YANG Qiaofeng, WANG Ruijiu, XU Suning, et al. Hydrogeochemistry and stable isotopes of groundwater from Shouguang, Laizhou and Longkou in the south coast aquifer of Laizhou bay [J]. Acta Geologica Sinica, 2016, 90(4): 801-817.]
- [13] Kim Y, Lee K S, Koh D C, et al. Hydrogeochemical and isotopic evidence of groundwater salinization in a coastal aquifer: a case study in Jeju volcanic island, Korea [J]. Journal of Hydrology, 2003, 270(3-4): 282-294.
- [14] Schiavo M A, Hauser S, Povinec P P. Stable isotopes of water as a tool to study groundwater-seawater interactions in coastal south-eastern Sicily [J]. Journal of Hydrology, 2009, 364(1-2): 40-49.
- [15] 章斌, 郭占荣, 高爱国, 等. 用氢氧稳定同位素评价闽江河口区地下水输入[J]. 水科学进展, 2012, 23(4): 539-548. [ZHANG Bin, GUO Zhanrong, GAO Aiguo, et al. Estimating groundwater discharge into Minjiang river estuary based on stable isotopes deuterium and oxygen-18 [J]. Advances in Water Science, 2012, 23(4): 539-548.]
- [16] Han D M, Song X F, Currell M J, et al. Chemical and isotopic constraints on evolution of groundwater salinization in the coastal plain aquifer of Laizhou bay, China [J]. Journal of Hydrology, 2014, 508: 12-27.
- [17] Han D M, Kohfahl C, Song X F, et al. Geochemical and isotopic evidence for palaeo-seawater intrusion into the south coast aquifer of Laizhou bay, China [J]. Applied Geochemistry, 2011, 26(5): 863-883.
- [18] 姜月华, 贾军元, 许乃政, 等. 苏锡常地区地下水同位素组成特征及其意义[J]. 中国科学: 地球科学, 2008, 51(6): 778-787. [JIANG Yuehua, JIA Junyuan, XU Naizhen, et al. Isotopic characteristics of groundwater in Changzhou, Wuxi and Suzhou area and their implications [J]. Science in China Series D: Earth Sciences, 2008, 51(6): 778-787.]
- [19] 赵继昌, 梁静, 蔡鹤生. 苏北平原地下咸淡水形成与含水介质的关系[J]. 水文地质工程地质, 1993(3): 25-27. [ZHAO Jichang, LIANG Jing, CAI Hesheng. Relation between formation of salt-fresh water and water-bearing medium in the plain of Su Bei [J]. Hydrogeology and Engineering Geology, 1993(3): 25-27.]
- [20] 张岩, 付昌昌, 毛磊, 等. 江苏盐城地区地下水水化学特征及形成机理[J]. 长江流域资源与环境, 2017, 26(4): 598-605. [ZHANG Yan, FU Changchang, MAO Lei, et al. Hydrochemical characteristics and formation mechanism of the groundwater in Yancheng, Jiangsu province [J]. Resources and Environment in the Yangtze Basin, 2017, 26(4): 598-605.]
- [21] 葛勤. 沿海地区弱透水层孔隙水水化学形成与演化: 以苏北平原为例[D]. 中国地质大学博士学位论文, 2018. [GE Qin. The formation and geochemical evolution of porewater in the coastal clay-rich aquitards: a case study in north Jiangsu coastal plain[D]. Doctor Dissertation of China University of Geosciences, 2018.]
- [22] Clark I D, Fritz P. Environmental Isotopes in Hydrogeology[M]. Boca Raton, FL: CRC Press/Lewis Publishers, 1997: 206-215.
- [23] 康博. 江苏沿海地区地下水演化与合理开发利用研究[D]. 吉林大学博士学位论文, 2017. [KANG Bo. The study of groundwater evolution and rational exploitation and utilizing in Jiangsu coastal area[D]. Doctor Dissertation of Jilin University, 2017.]
- [24] 中国地质调查局. 水文地质手册[M]. 2版. 北京: 地质出版社, 2012: 102. [China Geological Survey. Handbook of Hydrogeology[M]. 2nd ed. Beijing: Geological Publishing House, 2012: 102.]
- [25] 许乃政, 刘红樱, 魏峰, 等. 江苏洋口港地区地下水的同位素组成及其形成演化研究[J]. 环境科学学报, 2015, 35(12): 3862-3871. [XU Naizheng, LIU Hongying, WEI Feng, et al. Study on the environmental isotope compositions and their evolution in groundwater of Yoco port in Jiangsu province, China [J]. Acta Scientiae Circumstantiae, 2015, 35(12): 3862-3871.]
- [26] Liu Y Z, Wu Q, Lin P, et al. Restudy of the storage and migration model of the quaternary groundwater in Beijing plain area [J]. Science China Earth Sciences, 2012, 55(7): 1147-1158.
- [27] Leybourne M I, Goodfellow W D. Br/Cl ratios and O, H, C, and B isotopic constraints on the origin of saline waters from eastern Canada [J]. Geochimica et Cosmochimica Acta, 2007, 71(9): 2209-2223.
- [28] Panno S V, Hackley K C, Hwang H H, et al. Characterization and Identification of Na-Cl sources in ground water [J]. Ground Water, 2006, 44(2): 176-187.
- [29] Edmunds W M. Geochemistry's vital contribution to solving water resource problems [J]. Applied Geochemistry, 2009, 24(6): 1058-1073.